

# A magyarországi karsztok geomorfológiai kutatásának eredményei

*Veress Márton*

## Bevezetés

E tanulmányban a magyarországi karsztfelszínek morfológiai kutatási eredményeit mutatjuk be. A felszín alatti karsztjelenségekre csak annyiban térünk ki, amennyiben azok a fentiek tárgyalásához szorosan és megkerülhetetlenül kapcsolódnak.

Amíg a hazai barlangkutatás viszonylag hosszú múltra tekint vissza, addig a felszíni karsztjelenségek kutatásának tekintetében korántsem ez a helyzet. A II. világháború előtti időszakból karsztterületeinkre vonatkozó karsztgenetikai közlésekkel csak szórványosan találkozhatunk. Így említhető, hogy több tanulmány is foglalkozik a karsztos völgyek kialakulásával. Ezek szerzői a Cholnoky-féle (1917, 1928, 1944) barlangbeszakadásos völgykeletkezés hívei. Pl. Tomor-Thirring (1934) a dudari Ördög-árok létrejöttét egykori barlang beomlásával magyarázta. Kerekes (1936) a bükki Mész-völgyi-szurdokot és a tárkányi Kőköz-völgy kialakulását vezeti le egykori barlang pusztulásából.

A XX. század negyvenes és ötvenes éveiben már sorra jelennek meg a karsztterületeinket részletesen és átfogóan bemutató tanulmányok ill. disszertációk (Révész 1947, Leél-Össy 1952, 1954, Láng 1948, 1958). Utóbbi szerző fontos eredménye, hogy felveti a karsztok völgyeinek epigenetikus eredetét (Láng 1937). Ezáltal lehetőség nyílik majd később számos folyamat (pl. a mélységi lefejeződés) felismerésére is. Ez a felfogás tette lehetővé, hogy az átöröklődés módjainak elemzésével megválaszolásra kerülhessenek fejlődéstörténeti kérdések is. Továbbá lehetőség nyílt a karszt különböző völgyeinek és a bennük előforduló karsztos formák genetikájának az eddigieknél árnyaltabb értelmezésére. Az átöröklődéses völgyfejlődést azonban a hazai karsztmorfológusok talán túlzottan is „ráerőltették” szurdok völgyeink kialakulására. Karsztterületeink szurdokainak létrejöttének értelmezésénél nem lehet teljes mértékben elvetni a barlangfelnyílásos genetikát. Igaz alább bemutatjuk, hogy az átöröklődés és a beomlásos völgy genetica között átmenetet képező kialakulási módok is lehetségesek. Véleményünk szerint a barlangfelnyílás és átöröklődés egymást nem zárják ki, hanem számos helyen és esetben egy folyamat két egymást gerjesztő részeit képezik (Hevesi 1978, Veress 1999).

A karsztterületeink leíró bemutatását fokozatosan felváltotta azok morfológiai térképen történő ábrázolása (Hevesi 1980, 2000, Veress 1992, 1999, Móga 2002a, 2002b, Veress et al. 2002, Veress és Zentai 2008). E térképek megjelenítik a speciális karsztmorfológiai elemeket és genetikát kifejező jelkulcs és fogalomrendszert. Karsztjainkon a mintegy 100 éve, de különösen az utóbbi évtizedekben folytatott intenzív kutatások során számos karsztforma felismerése, valamint ezek morfológiai és genetikai leírása történt meg.

Miután Jakucs (1971, 1980) a biogén hatások fontosságára hívta fel a figyelmet a karsztosodás folyamatában, hazai karsztjainkon kiterjedt vizsgálatok kezdődtek a talaj és az élővilág szerepének részletes feltárására (Zámbó 1986a, 1986b, Bárány és Mezösi 1978, Keveiné Bárány 1986, Zámbó és Telbisz 2000, Hoyk és Keveiné 2001). Új irányzatnak tekinthető a hazai karsztok kutatásában a karsztformák különböző paramétereinek mérése és azok statisztikai, függvénytani módszerekkel elemzése (Péntek et al. 2000, Hoyk 2002, Veress 2003, Veress és Péntek 2004), a karsztformák geofizikai vizsgálata (Veress 2005, 2006, Veress és Puskás 2007), továbbá karsztterületeink földtani, karsztföldtani leírása, ill. újraértelmezése (Sásdi 1990, 1997, 2004, 2005), a kiválások morfogenetikai csoportosítása (Veress 2002b, 2002c).

### **Karszttípusok**

A karsztok osztályozását a hazai karsztos irodalomban elsőként Venkovits (1960) végezte el, figyelembe véve a karszt földtani kifejlődését, a karsztvizek áramlási irányát, erózióbázishoz képesti helyzetüket és a karszt fedettségét. Több általa javasolt karszttípus elnevezés azóta is használatos a hazai irodalomban (pl. tömbkarszt, rétegekarszt). Más elnevezéseket némileg módosítva használnak, ill. a későbbi osztályozásokba beépítettek (nyitott karszt, zárt karszt, fedett karszt). Karsztvizek szerinti osztályozását részben a karszt különböző hidrológiai sajátosságú öveinek elkülönítésére használják, részben a karszt karsztvízének helyzete (magassága) szerinti besorolására.

Jakucs (1968, 1971) a karsztokat autogén és allogén típusba sorolta, lényegében hidrológiai szempontok alapján. Az autogén karsztra csak csapadékvíz kerül, mivel a karszt környezete fölé magasodik és nem karsztos környezetének a felszíne nem a karszt felé dől. Az allogén karszt, pontosabban annak pereme a környező nem karsztos térszínről, amelynek felszíne a karszt felé dől, is kap vizet. Ezen osztályozás jó alapot ad a karszt oldásos (autogén karsztosodás) ill. eróziós (allogén karsztosodás) elkülönítésére. Jakucs (1968, 1971) lehetségesnek tartja a típusok átalakulását is egymásba, ami további kutatásokat gerjesztett. Ford és Williams (2007) osztályozásban az allogén karszt olyan karszt, ahol a völgyek a

fedőüledéket átvágva eléri a mészkövet, míg a kevert karszt típus olyan, ahol az egykori fedett karszt egy része üledékeit veszítette, miáltal autogén karszttá formálódott. Ez utóbbit azonban nem karsztos kőzet határolja, ahonnan az autogén karszt felé vízfolyások tartanak. Látható, hogy Ford és Williams (2007) tipizálás kevert típusának a Jakucs-féle felosztásban megjelenő allogén típus felel meg.

Hevesi (1986) tipizálta a hideg vizes karsztokat: az önálló (autogén) és a nem önálló (allogén) karszt. E főtípusokat a fedő jellemzői alapján (pl. a fedő jellege, a kitakaródás mértéke, stb.) még további altípusokra különítette. A fenti tipizálás, bár némileg túl bonyolított, a Jakucs-féle osztályozásból kiindulva figyelembe veszi a karszt fejlődéstörténetét, illetve beilleszti a rendszerbe a fedett karsztokat is.

Veress (2000) a karszt emelkedésének sajátosságait figyelembe véve elkülönít sasbérce-, felboltozódó-, és fennsíki típusú karsztot.

A sasbérce típusú karszt különböző kiterjedésű, magasságú, fejlődéstörténetű, és így fedettségű rögökre különül. A sasbérc típusú karsztnak tekinti a Dunántúli-középhegységet, de főleg a Bakony-hegységet. A rögök eltérő karsztosodású, sőt eltérő karsztos fejlődéstörténetű altípusokba sorolhatók. Mindez arra vezethető vissza, hogy a rögök a kréta végétől oszcilláló mozgást végeztek (Pécsi 1980). A rögök fejlődésük kezdetén lehetnek alacsony, vagy magas helyzetűek. Kezdeti alatt az a fejlődési állapot értendő, amikor a rög területén a völgyképződés elkezdődik, vagy annak hiányában a vízáteresztő fedőüledék lepusztulással helyenként annyira kivékonyodik, hogy itt a fedett karsztosodás végbemehet.

A felboltozódó típusú karszt belső része korábban nagyobb mértékben emelkedett meg, mint a külső része. A belső részen azokban a völgyekben, amelyek az áramló karsztvíz öv kialakulását követően öröklődtek át mélységi lefejeződések történhettek. A völgyek töbreinek egy része víznyelőből alakult ki. Azokban a völgyekben, amelyek az áramló karsztvíz öv kialakulása előtt átöröklődtek, mélységi lefejeződés nem történt. (A völgyek töbrei oldódásos eredetűek.) Ugyanis a karszt járatainak a kialakulásának idejére a fedőüledék lepusztulása következtében a völgyek vízfolyásaikat elveszítették. A külső öv belső részén a völgyek átöröklődtek, bár vizük részben elszivárog, még mélyülhetnek a mészkőben. A külső öv belső részén, a völgyek oldalában maradványbarlangok (ld. alább), a völgyfőkben forrásbarlangok is előfordulhatnak. Ha a vertikális üregesedés kellő mértékben kifejlődött a völgytalpakon mélységi lefejeződések is létrejöhetnek (ld. alább). A külső öv külső részén olyan völgyek, ill. völgyszakaszok fordulnak elő, amelyek talpa a karsztvízszinthez „simul”. E völgyek vize nem szivárog el, így a karsztvízszint süllyedését követve folyamatosan mélyülnek. A völgyek völgyfőiben esetleg völgyoldalaiban aktív forrásbarlangok is jellemzőek lehetnek.

A fennsíki típusúakba olyan karsztok tartoznak, amelyek nem fedődtek el, vagy fedőüledékeiket gyorsan elvesztették. Az ilyen karsztok tipikus autogén karsztoknak tekinthetők. Ilyen karsztnak minősül, pl. az Aggteleki karsztról az Alsó-hegy.

Ugyanazon karszt akár több különféle osztályozási rendszerbe is beilleszthető, amelyek a karsztnak más-más sajátosságait emelik ki, ill. másra és másra használhatók. A Jakucs-féle tipizálás a karszt eróziós és korróziós formakincsének az elkülönítésére alkalmas, illetve megadható, hogy potenciálisan hol várható jelentősebb barlang, barlangrendszer. A Hevesi-féle tipizálás fejlődéstörténeti, alkalmazásával a karszt jelenlegi állapotából következtethetünk az eredeti, vagy egy korábbi állapotára. A Veress-féle tipizálás oknyomozó, amely magyarázza, hogy a különböző karsztokon bizonyos formák miért jöhettek létre, továbbá magyarázza egy karszterületen belül a különböző formáknak az elterjedését.

### **Fedett karsztok**

A fedett (rejtett) karsztokra utalások ill. megállapítások a hazai irodalomban komoly múltra tekintenek vissza (Hunfalvy 1864, Gergely 1938, Révész 1947). Különösen figyelemre méltó Láng (1962) megállapítása, mely szerint a bakony-hegységi fedett karsztos formák víznyelős dolinák. Ennek ellenére a Tési-fennsík karsztos formáit – tévesen – víznyelőként írja le (Láng 1958). Ugyanebben a munkájában a hegység egészének karsztját úgy jellemzi, ahol a „dolinaképződés hiánya” és a „víznyelőfejlődés” a jellemző. Az 1960-as évektől a fedett karsztokról ill. fedett karsztos folyamatokról és jelenségekről a hazai karsztos irodalomban, mintegy 20 éven keresztül nem történik említés. Kivételként Szabó (1968) említhető, aki a mecseki paleokarsztosodás jellemzésénél leírja, hogy a paleodolinák kitöltésében „beszakadások” (tehát fedett karsztos formák) fordulnak elő.

A fedett karsztok kutatásának az utóbbi évtizedekben számottevő nemzetközi irodalma jött létre (Williams 2003, Waltham és Fookes 2005). A fedett karsztos formák sorában jellegzetes fedett karsztos töbörként írják le, az utánsüllyedékes töbört, amelynek újabban két változatát, a lezökkenéses-, ill. a szuffúziós töbört különböztetik meg (Drumm et al. 1990, Tharp 1999, Waltham és Fookes 2003). Veress (1982, 1999) az utánsüllyedékes töbört víznyelős töbörnek nevezi. E karsztosodási típus és jelenségeinek morfogenetikai és egyéb sajátosságainak bemutatása, elemzése a bakonyi fedett karsztot bemutató munkákban kerül előtérbe (Veress 1982, 1999). Veress (1982, 1999) szerint a fedett karsztos formák és karsztosodás jellemzői:

- a) A fedett karsztos formák fedőüledékben alakultak ki. Elkülönült vízgyűjtő területük nincs, csapadékos időben vizet kaphatnak környezetüknek felőlük dőlő térszínrészeiről.
- b) A vizet és a belsejükbe halmozódott üledékeket a karsztba továbbítják, miután járáttal rendelkeznek.
- c) A fekü mészkőben kialakult kürtőik oldódásos eredetűek.
- d) E formák ott alakulnak ki, ahol a fedő vékony (rejtett közzethatár Veress 2008a). A fedett karsztos formák a feküben kialakult kürtők által gerjesztett anyagihiány következtében jönnek létre. Abban az esetben, ha feküben képződött járáttal a fedőn kialakult fedett karsztos forma egyidős, ekkor az anyagihiányt közvetlenül a mészkő oldatba kerülése okozza (szingenetikus forma). Ha a feküben képződött járat idősebb, mint a fedőn kialakult forma, akkor az egykor létrejött kürtő, később fedőüledékkel kitöltődött, majd még később nem karsztos folyamatokkal (pl. szuffúzió) azokat elveszíti (poszt-genetikus a forma) Tehát a fedett karsztos forma kialakulása arra vezethető vissza, hogy az idős kürtő kitöltő üledékei a karszt mélyebb helyzetű járataiba, üregeibe halmozódnak át.
- e) Ahol a víznyelős töbrök sűrűsége nagyobb, megnő az esélye, hogy a fedőüledék e formák járatain keresztül a karsztba szállítódjanak. A fedőn zárt forma alakul ki (depresszió a fedőüledékben). Hasonló formák alakulhatnak ki víznyelők környezetében is. Ilyen genetikájú formákat már Láng (1971) is leírt a Baradla-barlang víznyelőinél.

A fenti fedett karsztos formák és jelenségeik jellegzetesek a Dunántúli-középhegységben (pl. Bakony, Gerecse), a Mecsek-hegységben, a Bükkben és az Aggteleki-hegységben. A Mecsek-hegységben idősebb oldódásos töbrök kitöltésében képződtek (Szabó 1968, Veress 2003) fedett karsztos töbrök. A Bükkben és az Aggteleki-hegységben fedett karsztos foltok fordulnak elő. A Bükkben vakvölgyek, sortöbrös völgytalpak (Veress és Zentai 2008), az Aggteleki-hegységben paleodolinák és valószínűleg paleouvalák kitöltéseiben is kifejlődhetnek fedett karsztos töbrök, depressziók.

### **Völgyképződés karsztjainkon**

Karsztjaink többsége kezdetben eltemetett karszt volt. Ezért fejlődésük folyóvízi környezetben kezdődött. A folyóvízi felszínformálás alapvetően megszabta karsztjaink fejlődését, jelenlegi arculatát.

Hazai karsztjaink völgyeinek kialakulásában a Cholnoky-féle (1917, 1928, 1944) barlangfelszakadásos szurdokvölgy kialakulási elméletét Jakucs csak korai

munkáiban fogadta el (Jakucs 1956), később vitatta (Jakucs 1971). A Föld különböző karszterületein a barlangfelnyílás kétféleképpen történhet. Egyik mód, amikor kezdetben a karszt felszínén nincs völgy, ilyenkor a szurdok teljes egészében a mennyezetét veszítő barlangból alakul ki. Ilyen kialakulású völgyek, vagy szurdokok jelenlegi ismereteink szerint sem lelhetők fel a hazai karsztokon, de előfordulnak a szomszédos országokban. Ez a genetika csak ott lehetséges, ahol a barlang nagyméretű és mennyezete vékony. A másik szurdok kialakulási mód, amikor egy völgy alatti barlang mennyezete pusztul el. Ez utóbbi völgy kialakulására ill. barlang pusztulására hazai karsztjainkon is számítani lehet. Valószínű, hogy Jakucs, amikor elvetette a barlangi eredetű völgyek kialakulását, akkor ezen utóbbi kialakulási módot nem vette figyelembe. Ugyanis akkor még ez utóbbi barlangpusztulási mód nem volt ismert.

Jakucs (1971) szerint a töbör soros völgyek átöröklődéssel alakultak ki. Bevezeti a mélységi lefejeződés fogalmát. A jelenség az átöröklődés során létrejövő völgyi közethatárnál megy végbe. A völgy mélyülése miatt a közethatár a völgyfő irányába hátrál. A korábbi, az egykori közethatároknál kialakult víznyelők, töbörre alakulnak. Dénes (1971) szerint a folyamat során a víznyelők nemcsak feltöltődhetnek, hanem a fedő lepusztulása miatt aknabarlangokká is alakulhatnak. Fenti szerző az alsó-hegyi zsombolyok létrejöttét is egykori víznyelők pusztulásával magyarázza. E zsombolyok kialakulását Sárváry (1970) értelmezte. A Sárváry-féle genetika képes a zsombolyok töbör lejtői helyzetét magyarázni. A víznyelő pusztulásos zsomboly kialakulási elmélet csak akkor, ha az egykori víznyelő oldásos mélyülését is figyelembe vesszük. Ilyen folyamat meglétét Zámbo (1998) tartja elképzelhetőnek. Meglátásunk szerint az alsó-hegyi zsombolyok víznyelőből kialakulásának lehetőségét cáfolja, hogy az Alsó-hegyen nem fejlődtek ki átöröklődéses völgyek (Móga 2002b), de az is, hogy zsombolyok töböröktől függetlenül is előfordulnak (pl. az Almási-zsomboly).

Jakucs (1971) azonban nem tér ki a lefejeződés lehetséges feltételeire. Fontos megemlíteni azt is, hogy szerinte a völgytalpak többrei nemcsak a fenti módon alakulhatnak ki, hanem az átöröklődött völgytalpon oldódással is. Ez utóbbi töbör kialakulást bizonyítják a geofizikai mérések. Az Aggteleki-fennsík egyik töbör soránál kimutatható, hogy azok nem víznyelőkben alakultak ki (Veress 2008b).

Hevesi (1980) elemezte a lefejeződés feltételeit. Szerinte, ha az átöröklődés időpontjában a karsztvízszint a mészkő felszínének közelében húzódik (attól legfeljebb 1 m-re) lefejeződés nem történik. Az ilyen völgyek vízfolyásainak lefejeződése később mehet végbe akkor, ha a völgy mélyülés nem képes lépést tartani a karsztvízszint süllyedésével. A lefejeződés azonban már az átöröklődés időpont-

jában megtörténik, ha a karsztvízszint a vízfolyás talpa alatt a mészkő felszínéhez képest több, mint 2 m-nél mélyebben húzódik.

Karsztjainkon azonban megfigyelhető, hogy lefejeződés akkor sem minden esetben történik meg, ha a karsztvízszint a völgytalphoz képest 2 m-nél mélyebbi helyzetű. Továbbá a geofizikai mérések adatai szerint (Veress 2008b, Veress és Zentai 2008) mind a bükki, mind az aggteleki karszton előfordulnak olyan sortöbrök, amelyek nem víznyelőkől alakultak ki. Tehát a sortöbrök nem mindegyike víznyelőből jött létre.

Veress (2000) szerint a víznyelőképződéshez két feltétel járul hozzá.

- a) A mészkő vertikális üregesedése, amely kedvez a víznyelőjárat létrejöttének. A vertikális üregesedés akkor következik be, ha a karszt lassan emelkedik, és a karsztvízszint lassan süllyed. Az oldódás, amely a karsztvízszint mentén a legintenzívebb, a lassú süllyedés miatt lefelé folytonosan, vagy majdnem folytonosan hat, létrehozva a függőleges irányban kiterjedtebb üregeket, üregcsoportokat.
- b) A vízfolyás kismértékű bevágódása. Ezáltal ugyanis a kialakult vertikális járatrendszer nem, vagy kevésbé pusztul el.

Karsztjainkon az alábbi völgyi típusokat különítik el.

- a) Redőszerkezetek antiklinálisainak nem karsztos közetsávjainál kialakuló eróziós szerkezeti völgyek. Ilyen pl. a Garadna-völgy, a Jósua-völgy (Móga 2002a), a Ménes-völgy (Móga 2002b).
- b) Szerkezeti vonalak (pl. oldaleltolódások) mentén kialakuló eróziós szerkezeti völgyek (Zámbó 1998).
- c) Átöröklődéssel kialakuló völgy, amelynek különböző változatai különíthetők el.
  - Állandó vízfolyású völgy, ahol a völgytalp szintjében húzódik a karsztvízszint.
  - Víznyelős völgy alakul ki, ha a völgy mélyülése nem számottevő és a mészkőben vertikális üregek fordulnak elő (Veress 2000). Sorozatos lefejezések, majd a fedőüledékek elvesztése következtében töbör soros völgy alakul ki (Jakucs 1971, Hevesi 1980, Zámbó 1998).
  - Üregfelnyílással fejlődik ki a völgy, ha a mészkőben kialakult völgyszakaszhoz viszonylag jelentős vízmennyiség érkezik (Veress 1999, 2000). Ennek feltételei ott adottak, ahol a mészkörögöket jelentős kiterjedésű fedett karsztos térszínek határolják. A fedett karsztos térszín vízfolyása(i) a mészkő előbukkanás területén nemcsak a völgyüket mélyítik, hanem vizük jelentős hányada elszivárog. Emiatt a völgytalp alatt jelentős mértékű lesz

az üregesedés. Az üregeket később elérő vízfolyás ezeket részben, vagy teljesen megsemmisíti. A részlegesen elpusztult üregek maradványai a maradványbarlangok (Veress 1980, 1999, 2002a). Ilyen völgyfejlődés jellemzi, pl. a Bakony-hegység szurdokait (Veress 1999). A hegység ilyen típusú szurdokai miután itt a vízfolyások vize jelentős mértékben elszivárog, egy-fajta víznyelőknak tekinthetők (Gergely 1938, Jaskó 1959, 1961).

– Völgy (szurdok) barlang felszakadásával alakul ki, ha az átöröklődéses völgy talpa alatt a mélységi lefejeződés miatt létrejött barlang fejlődik ki (Hevesi 1978). Hevesi (1978) példaként a Hámori-szorost (Szinva-völgy) említi.

- a) Vízelvezető völgyek, valamint vízmosások alakulnak ki a meredekebb lejtőkön (Zámbó 1998).
- b) Vakvölgyek alakulnak ki a karszt peremi víznyelőknél.
- c) A fedőüledéknek a karsztba szállításával völgyyszerű alakzatok is létrejöhetnek. E formákat Láng (1971) víznyelő-medencéknek, Zámbó (1998) karsztos vakvölgyeknek nevezi.

Mind az üregfelnyílasos völgyfejlődés (Veress 1980, 2002b), mind a Hevesi-féle barlangfelszakadásos völgyfejlődés (Hevesi 1978) során keletkező barlangok nem forrásbarlangok, hanem utólagosan felnyílt üregek. Az ilyen eredetű barlangok nem egykori forrásszintek mentén fordulnak elő. Magassági elterjedésük egy-egy völgyben igen változatos lehet. Ezért a különböző magasságú barlangok magasságkülönbségeiből nem lehet következtetni a karszt kiemelkedésére.

## **Töbrök**

Jakucs (1971, 1980) az oldódásos töbrök kialakulását a mészkőfelszín leoldódásával magyarázza (a „mészkőfelület talajkorróziója”). Szerinte talaj alatti oldódás (a talajlevegő  $\text{CO}_2$ -ja kerül a talajon átszivárgó csapadékvízbe) történik. A töbrök kialakulás öngerjesztő folyamat. A környezethez képest egy mélyebb töbrőben ugyanis egyre több talaj halmozódik fel és keletkezik, emiatt a  $\text{CO}_2$  mennyisége a talajban egyre több lesz. A  $\text{CO}_2$  produkciót a talajban Zámbó (1986a) mérte. A biológiai aktivitásnak a csapadéktól és a hőmérséklettel függését Bárány és Mezősi (1978) vizsgálta. Zámbó (1986b) nem csak a talajon, hanem a töbrő kitöltő üledékein keresztül szivárgó víz oldóhatására is kiterjesztette a vizsgálatait.

A megfigyelések szerint azonban az oldódás nem fejeződik be a mészkő felszínén, hanem törések, réteglapok mentén néhány méteres mélységig kifejti hatását. A karsztba beszivárgó víz telítődési szintje nem a kőzet felszínén, hanem a kőzetben húzódik (Zámbó 1987). E zónában ezért (amit epikarsztnak neveznek) még oldódás történik. Az itt végbemenő oldódás felelős, vagy játszik szerepet a felszíni karsztformák kialakításában, így pl. a töbrök létrejöttében (Williams 2003).



Veress és Péntek (1990) szerint a mészkő a beszivárgó vizek telítődési szintjéig törések mentén oldódik, miáltal a kőzet törmelék darabokra különül. A törmelékes összlet kiterjedése (vastagsága) csökken, miután a törmelékdarabok átmérője oldódással csökken. Emiatt a felszín süllyed. A törmelékes zóna azonban alulról pótlódik, mivel a telítődési szint a törmelékes zóna vastagságának csökkenése miatt a kőzetben mélyebbre helyeződik. Végeredményben a törmelékes összlet – az oldódási intenzitását befolyásoló tényezők változatlansága esetén – vastagságát megtartva süllyed. A fenti modellből következik, hogy ahol a törmelékes zóna kifejlődik, a felszín karsztos süllyedését a törmelékdarabok térfogatának a csökkenése okozza. A töbrök ott alakulnak ki, ahol a töréssűrűség nagyobb (így a törmelékképződés intenzívebb), ill. talaj halmozódik fel a még kevésbé tagolt felszínen.

A kialakuló töbrök laterális korrózióval oldalirányban fejlődnek (Zámbó 1970), és a laterális korrózió eredményeként további formák jöhetnek létre: pl. tányéros töbrök, roncsötörök, vápák (Hevesi 2002, Zámbó 1998, Veress 1992, Veress és Zentai 2008).

### **A karsztos oldódás sebessége és a karsztos formák kora**

Zámbó (1986c) az Aggteleki-karszton meghatározta a talajban ill. a fedőben termelődött CO<sub>2</sub> produkciót, amelyből számította a beoldható CaCO<sub>3</sub> mennyiséget. Az oldódásra a talaj fajtától, a takaró vastagságától, a mérési hely geomorfológiai helyzetétől függően 10 és 30 g/m<sup>2</sup>/év (0,04 és 0,01 mm/év) közötti értékeket kapott. Izápy és Maucha (2000) a források oldott anyag tartalmából számította a felszín lepusztulását, amelyre dolomiton 0,0261 (Veszprém), mészkövön 0,0216 (Miskolc), ill. 0,233 mm/év (Jósvafő) értékeket kaptak. A karsztos denudációs modell szerint a csapadék mennyiségétől és más tényezőktől függően a lepusztulás 0,02-0,04 mm/év között alakul (Veress és Péntek 1990). Zámbó és Telbisz (2000) közvetlenül mérték a mészkő oldódását és az azt befolyásoló tényezőket. Méréseiket laboratóriumi környezetben végezték: talajminták alá mészkőkockákat helyeztek, amelyek súlycsökkenéséből számították az oldódás mértékét. Kapcsolatot állapítottak meg a mészkőfelszín érdessége és oldódása között (egyenes arányosság), a talajban oldott karbonát mennyiség és a mészkő oldódása között (fordított arányosság). Megállapították továbbá, hogy a mészkő oldódása a vörös rendzinák alatt a legintenzívebb. Az oldódás a különböző talajtípusokon többnyire 12–20 °C között volt a legintenzívebb.

A karsztformák korát illetően megkülönböztethető a potenciális maximális életkor, a kifejlődési kor és a kialakulási kor. A potenciális maximális kort barlangoknál az anyakőzet életkora (Kordos 1976) adja. Hasonlóképpen a felszíni

karsztformáknál is a potenciális maximális életkor a lehetséges legnagyobb időtartam egy forma kialakulását tekintve. A kifejlődési kor olyan karsztforma esetében adható meg, amely kialakulásától a napjainkig folyamatosan fejlődik. Kialakulási kor rövidebb időtartamú, mint a potenciális maximális életkor, vagy mint a kifejlődési kor. A kifejlődési kortól akkor célszerű megkülönböztetni a kialakulási kort, ha a karsztforma létrejöttét követően már nem fejlődik, legfeljebb csak átalakul.

A Béke-barlang vízgyűjtőjének egyik 28 m-es mélységű oldódásos töbrének a kifejlődési korára a CO<sub>2</sub> produkció mennyiség ismeretében Zámbo (1986c), a töbör fejlődését két különböző süllyedési sebességű szakaszra különítve, 5,34 millió évet számított. CO<sub>2</sub> mennyiség ismeretének a hiányában a töbröknek a potenciális maximális életkora adható meg. Így a Bükkben a karsztos tetők és magaslatok oldódásos töbreinek potenciális maximális életkora szarmata, ugyanis a Bükk a szarmatában elfedődött (Sásdi 1997), majd a szarmata végétől kitakaródott. A potenciális maximális életkor az Aggteleki-karszt azon töbreinél, amelyekben, vagy amelyek környezetében a Borsodi Kavics Formáció kavicsai előfordulnak, a pleisztocén és a holocén időtartama. Ugyanis kavicselborítás történt a pliocén-pleisztocén határán az Aggteleki-karszton. Kétféle potenciális maximális életkor adható meg a barlang beszakadással létrejövő völgyek esetében. A hosszabb potenciális életkor a fedőüledék keletkezési ideje, a rövidebb a barlang kialakulási kora. Az ilyen völgyek (szurdokok) esetében megadható a kialakulási kor, amely annak az időtartamnak felel meg, amíg a barlang mennyezete elpusztul. Ez becsülten néhányszor 10000 év lehet. Hasonló a helyzet a fedett karsztos formák esetében is. Itt a potenciális maximális kor a fedő kialakulási kora. A potenciális kor legfeljebb a würm és a holocén időtartama, a bakonyi fedett karsztos formák esetében, mivel azok würm kori löszön képződtek. Az egyes fedett karsztos formák kialakulási korának hossza különbözhet. Mint ahogy eltérő lehet az is, hogy az egyes karsztformák kialakulási kora a potenciális maximális kor melyik intervallumába esik. A fedett karsztos formák kialakulási korát néhányszor 10 évtől néhányszor 1000 éves időtartamra becsüljük.

### **A magyarországi karsztok minősítése**

Jakucs (1977) a hazai karsztokat dunántúli és aggteleki típusba sorolta. Előzőhöz a Dunántúli-középhegység karsztjait, míg utóbbiba az Aggteleki karsztot, Bükköt és a Mecsek-hegységet sorolta. Hevesi (1991a, 1991b) karsztjainkat, az aggteleki jellegű és a bakonyi-erdő jellegű típusba sorolta. Jakucs (1977) a típus elnevezést kétféle értelemben használja. Egyrészt elvi, másrészt a karszterületeink osztályozására. Bonyolítja a besorolást, hogy az egyes karszterületek különböző részei más és más elvi típusba sorolhatók. Tehát karsztjaink az elvi tipizálás szerint

összetett karsztok és az egyes hegységrészek más hegységrészekhez képest viszonylag nagy önállóságot mutatnak egy hegységen belül. (Igaz az egyes hegységrészek többnyire azért sorolhatók más típusba, mert a kitakaródás más és más fázisában vannak.) Célszerűnek látszik a típus elnevezést az elvi csoportosítás esetében használni. Míg a hazai karsztterületek csoportba sorolásánál a típus elnevezést elhagyni. Helyette javasoljuk a Hevesi (1991a, 1991b) által használt „jellegű” vagy a „morfológiájú” ill. az „arculatú” elnevezést.

Jakucs (1977) szerint a dunántúli morfológiájú karsztjainkat, a jelentős mértékű hidrotermális genetikájú üregesedés, a felszíni formák kis száma, ill. a dolinák hiánya jellemzi. Míg az aggteleki jellegű karsztokon a felszíni oldódásos eredetű formák (töbrök, ill. sortöbrök) a jellemzőek. Aggteleki karsztjainkon a felszíni karsztformák (de a felszín alattiak is) mérete, sűrűsége, elterjedési területe nagyságrenddel vagy nagyságrendekkel haladja meg a dunántúli karsztjaink felszíni formáinak méretét, sűrűségét és elterjedési területét. E tényre több kutatónál is utalások történnek (Láng 1958, Leél-Össy 1959, Bulla 1964). Ez alól a fedett karsztos formák jelentenek kivételt. Ez utóbbiak esetében éppen fordított a helyzet. A dunántúli jellegű karsztokon az elterjedtebbek. Jakucs (1977) a dunántúli „típusnak” még egy további jellemzőjét is említi. Így a dolomit felszínek murvásodását. Ezt hidrotermális hatással magyarázza. E felfogás azonban aligha tartható. Ugyanis egyrészt szerinte is a murvásodást a cementáló kalcit kioldódása okozza (Jakucs 1971, 1977). Másrészt a murva nagyterületű elterjedésű, ill. ott is kifejlődik, ahol melegvizes hatásról nem tudunk (Veszprémi-fennsík). A melegvizes hatást cáfolja az is, hogy a murvás összlet lefelé kiékelődik. (Természetesen egyes helyeken, pl. törésvonalak metsződéseinél, így a melegvizes hatásoknak leginkább kitett Budai-hegységben a jelenség végbemehetett.) A dekalцитosodásos murvásodással a Dunántúli-középhegység dolomittérszíneinek különböző formái – mint a dolomittöbrök, vagy a dolomit szárazvölgyei – jól értelmezhetők (Veress és Szabó 2000). Itt említjük meg, hogy véleményünk szerint a Budai-hegység – mint jellegzetes hidrotermális karszt – a dunántúli arculatú karszttól elkülönítendő.

Mint már említettük, a dunántúli jellegű karsztra ugyanakkor kizárólag a fedett karsztos formák és karsztosodás jellemző (Veress 1999). Itt a fedett karsztosodás egyes rögtípusok rögeinek kisebb-nagyobb kiterjedésű térszínein fejlődik ki (Veress 1999). E fedett karsztos térszínnek területén sem nagy azonban a formasűrűség, továbbá a képződmények többnyire kisméretűek (Veress 1999). E karsztosodást a Bakony-hegységből bár már korán leírták (Révész 1947, Gergely 1938, Láng 1948, 1962) a későbbi irodalom e karsztosodásról nem vett tudomást. Ezért fordulhat elő, hogy a Tési-fennsík fedett karsztos formáit a különböző szerzők víznyelőként írják le. Holott e formák nem közzethatáron alakultak ki.

Ezért a dunántúli jellegű karsztjaink morfológiai jellemzőit illetően csak részben helytállóak a Hevesi (1991a, 1991b) által leírtak. Így nincsenek oldódásos töbrök, de karsztperemi víznyelők sem. Utóbbiak ugyan Kab-hegyen előfordulnak, de ez csak egy helyi sajátosságnak tekinthető a bazalttakaró jelenléte miatt és nem elterjedt jelenség a Dunántúli-középhegységben. Véleményünk szerint a dunántúli arculatú karsztok karsztmorfológiai sajátosságai közé nem kell bevonni a karsztperemi víznyelőket és vakvölgyeket, hanem a Kab-hegyi karsztot aggteleki jellegű karsztnak kell tekinteni.

A mecseki karszt véleményem szerint sajátos átmenetet képez az aggteleki és dunántúli jellegűek között. E karsztterület déli pereme homokkővel érintkezik. Az érintkezésnél víznyelősor alakult ki (Barta és Tarnai 1997), tehát kevert típusú karszt. Az allogén karszt fedetlen része kettős arculatot mutat. Előfordulnak idős, nagyméretű töbrök, amelyek Szabó (1968) szerint az óharmadidőszakban, Hevesi (1991a, 1991b, 2001) szerint magasabb szinten a szarmatától, alacsonyabb szinten a pliocéntól képződtek. E töbrök részben vagy teljesen kitöltődtek a geofizikai vizsgálatok szerint elsősorban löszös homokkal, valamint homokkal (Veress 2003). Szabó (1968) a fedő, ill. kitöltő üledéket vályogként említi. Ezek a töbrök méretük, morfológiájuk tanúsága szerint oldódásos töbrök. (Így méretük nagy, oldallejtőik kevésbé meredek, a lejtőkön gyakran bukkan elő a mészkő.) E töbrök belsejében, de a töbrök közötti térszíneken is, kis méretű, fedőüledékben képződött karsztos formák fordulnak elő, gyakran igen nagy sűrűségben. Ez utóbbiak fedett karsztos töbrök. Tehát a mecseki karsztnak a közethatártól távolabbi részei jellegzetes fedett karsztnak tekinthetők.

Az aggteleki és dunántúli arculatú karsztok morfológiai különbségeinek okait több szerző is elemezte. Így Leél-Össy (1959) a Dunántúli-középhegység aprólékos feldarabolódásával magyarázza kis mértékű karsztosodását. Hevesi (1991a) a fenti felfogást tovább fejleszti. Szerinte a kis területű rögökön nem fejlődhetett ki vízhálózat, ennek hiányában mélységi lefejeződések sem történhettek. Kis kiterjedésű rögök valóban előfordulnak e típus karsztjain. Azonban a nagy területű rögök sem ritkák (pl. Tési-fennsík vagy a dudari Sűrű-hegycsoport). Tehát önmagában a fentiek nem szolgálnak elégséges magyarázatul a dunántúli arculatú térszínek kismértékű karsztosodásához. Jakucs (1977), majd Hevesi (2000) szerint a karsztosodás időtartamának különbözősége miatt mutat eltérést a Dunántúli-középhegység karsztja az Északi-középhegység karsztjától. Szerintük a dunántúli jellegű karsztokon újabb és újabb karsztosodási fázisok mentek végbe, az ismételten kifejlődő fiatalabb mészköveken. Ezért a karsztosodás megszakadt az idősebb karsztos formák eltemetődtek. A mai felszínen a karsztosodás rövid időtartamú és a különböző karsztosodási fázisok nem összegződhetnek. Az aggte-

leki jellegű karsztokon viszont a kréta óta a karsztosodás nem, vagy csak rövid időre szakadt meg. Azonban az időkülönbséget sem tarthatjuk kizárólagos indoknak az aggteleki és a dunántúli karsztok karsztmorfológiai különbségeinek magyarázatára. Többek között azért, mert mind a Bükkben, mind az Aggteleki karszton nem karsztos fedőüledék elborítások szakították meg, ill. szüntették meg a korábbi karsztosodásokat. A töbör soros völgyek – amelyek a fő különbséget képviselik a dunántúli és aggteleki karsztok között – éppen ezen fedőüledékeken fejlődtek ki.

Az aggteleki ill. dunántúli karsztok karsztosodási sajátosságainak az elérése szerintünk az alábbiakra vezethető vissza:

1. Az aggteleki arculatú karsztjainkon a vízáteresztő kőzetek kevésbé, vagy egyáltalán nem maradtak meg, míg a dunántúli arculatú karsztjainkon igen. A vízáteresztő kőzetek széleskörű elterjedése lehetővé tette a fedett karsztosodás széleskörű elterjedését, de az oldódásos dolinák létrejöttét nem.
2. A fedett karsztos térszínek lokális kifejlődése arra vezethető vissza, hogy a vízáteresztő üledékek egyes rögökön hiányoznak, míg más rögökön lokális kifejlődésben maradtak meg a lepusztulás miatt. A fedett karsztos formák kis sűrűségének az oka, hogy a fedő csak kevés helyen vékony. A kis méret a formák gyors pusztulásával magyarázható. A mélyedések gyorsan feltöltődnek, miután a járataik könnyen és gyorsan kitöltődnek, továbbá a fedő gyors lepusztulása miatt gyorsan meg is semmisülhetnek (Veress 1999).
3. Ugyanakkor a dunántúli morfológiájú karsztokon a vízzáró fedőüledék is jelen van. E térszíneken a vízfolyások átöröklődése jelenleg is végbemegy. Ennek ellenére lefejeződések mégsem történnek. Ez magyarázható a hegység fiatal kiemelkedésével (Láng 1958), ill. az emelkedés ütemével. Ugyanis a fiatal kiemelkedés miatt a víznyelőképződés kialakulás feltételeinek megléte esetén sem állt rendelkezésre elegendő idő. Továbbá a gyors kiemelkedés nem kedvezett a vertikális üregesedésnek és így a víznyelőképződésnek sem (Veress 2000). Emiatt a dunántúli jellegű karsztokon hiányoznak mind a víznyelők, mind a töbör soros völgyek.

## Összefoglalás

A hazai karszttypizálási rendszerek mindegyike alkalmas karsztjaink minősítésére. Különösen a Jakucs-féle csoportosítás terjedt el, igaz továbbfejlesztve, a nemzetközi szakirodalomban.

Az átöröklődéses és barlangfelnylásos völgy- ill. szurdok kialakulás elméletekhez kapcsolódó viták a hazai geomorfológiai kutatásokat megtermékenyítették. Ma már a karsztok völgyeinek kialakulás szerint számos változata különíthető el.

Ezáltal nemcsak a különböző völgyek, vagy szurdokok kialakulása magyarázható jobban, hanem különböző karsztos folyamatok, jelenségek is.

A töbrökutatások során számos töbrökváltozatot sikerült kimutatni. Ezek genetikájának értelmezésében is jelentős előrelépés történt. Véleményünk szerint további kutatásokkal még fejleszthető, finomítható a víznyelőképződés, a fedett karsztos formák képződése. További geofizikai kutatásokkal mutatható csak ki, hogy mely karsztokon, vagy karszttérszín részleteken alakultak ki a völgytalpi sortöbrök oldódással, vagy víznyelőkéből. Sajnos a talajhatással kapcsolatos kutatások megtorpantak. Így még megválaszolásra vár, pl. az oldódási intenzitás területi eloszlásának kapcsolata a talajokkal (talajminőség, fedőüledék vastagsága és minősége stb.) Ez a kapcsolat fontos lenne a töbröképződési sebesség, valamint a töbrök alak és morfológia érdemi vizsgálatához.

Karsztjainknak aggteleki, ill. dunántúli jellegűekbe besorolása véleményünk szerint revízióra szorul (Budai-hegység, Mecsek-hegység, Kab-hegy). A kétféle jellegű karszt morfológiai különbségei hasonlóképpen. E különbségek okait magyarázó elképzelések nem mindegyike tekinthető helytállónak. Valószínű, hogy az eltéréseket kiváltó okoknak még nem mindegyikét ismerjük.

Véleményünk szerint a jövő kutatási feladataihoz tartozik a fedett karsztok elterjedésének, jellegének vizsgálata karsztjainkon, továbbá az ország karsztjairól egy karsztmorfológiai adatbázis létrehozása.

## **Felhasznált irodalom**

- Bárány I. – Mezösi G. 1978: Adatok a karsztos dolinák talajökológiai viszonyaihoz. Földr. Ért. 27/1, 65–73.
- Barta K. – Tarnai T. 1997: Karszt kutatás az orfűi Vízfő-forrás vízgyűjtő területén. Karszt és Barlang I, 12–19.
- Bulla B. 1964: Magyarország természeti földrajza. Tankönyvkiadó, Budapest, 424.
- Cholnoky J. 1917: Barlangtanulmányok. Barlangkutatás V. 137–174.
- Cholnoky J. 1928: A földfelszín formáinak ismerete (morfológia). Királyi Magyar Nyomda, Budapest, 296.
- Cholnoky J. 1944: A barlangokról (A karsztjelenségek). A Természettudomány elemei 15. A Királyi Magyar Természettudományi Társulat, Budapest, 45.
- Dénes Gy. 1971: A fokozatosan lepusztuló vízzáró takaró szerepe az exhumálódó karszt morfológiai fejlődésében Karszt és Barlang I. 5–8.
- Drumm E.C. – Kane W.F. – Yoon C.J. 1990: Application of limit plasticity to the stability of sinkholes. Engineering Geology 29, 213–225.
- Ford D.C. – Williams P.W. 2007: Karst Hydrogeology and Geomorphology. Wiley & Sons, 561.
- Gergely F. 1938: Geomorfológiai megfigyelések az Északi-Bakony területén. Doktori disszertáció, Kézirat.
- Hevesi A. 1978: A Bükk szerkezet- és felszínfejlődésének vázlata. Földr. Ért. 27/2, 169–203.

- Hevesi A. 1980: Adatok a Bükk-hegység negyedidőszaki ösföldrajzi képéhez. *Földt. Közl.* 110, 540–550.
- Hevesi A. 1986: Hideg vizek létrehozta karsztok osztályozása. *Földr. Ért.* 35, 231–254.
- Hevesi A. 1991a: Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse I. *Földr. Közl.* 115, 23–25.
- Hevesi A. 1991b: Magyarország karsztvidékeinek kialakulása és formakincse II. *Földr. Közl.* 115, 99–120.
- Hevesi A. 2000: Karsztos hegységeink arculata. In: Karátson D. (szerk.): *Pannon Enciklopédia, Kertek*, Budapest, 288–293.
- Hevesi A. 2001: A Nyugati-Mecsek felszíni karsztosodásának kérdései. *Karsztfejlődés*, 103–111.
- Hevesi A. 2002: Fejlődéstörténet. in: Baróz Cs. (szerk.): *A Bükki Nemzeti Park*. BNPI, Eger, 83–148.
- Hoyk E. 2002: A Nyugat-Mecseki karszt dolináinak morfolometriai vizsgálata. *Karsztfejlődés*, 161–171.
- Hoyk E. – Keveiné Bárány I. (2001): Tájökológiai szempontú vegetációelemzés a nyugat-mecseki karszton. *Karsztfejlődés*, 47–56.
- Hunfalvy J. 1864: *A Magyar Birodalom természeti viszonyainak leírása*. Akadémia Kiadó, Pest
- Izápy G. – Maucha L. 2000: A magyarországi karsztos denudáció sebességének becslése. *Karsztfejlődés* 7–20.
- Jakucs L. 1956: Adatok az Aggteleki-hegység barlangjainak morfologenetikájához. *Földr. Közl.* 80/1, 25–39.
- Jakucs L. 1968: Szempontok a karsztos tájak denudációs folyamatainak és morfologenetikájának értelmezéséhez. *Földr. Ért.* 17/1, 17–46.
- Jakucs L. 1971: A karsztok morfologenetikája. Akadémia Kiadó, Budapest 310.
- Jakucs L. 1977: A magyarországi karsztok fejlődéstörténeti típusai. *Karszt és Barlang I–II.* 1–16.
- Jakucs L. 1980: A karszt biológiai produktum. *Földr. Közl.* 27, 331–339.
- Jaskó S. 1959: A földtani felépítés és a karsztvíz elterjedésének kapcsolata a Dunántúli-középhegységben. *Hidr. Közl.* 39, 289–297.
- Jaskó S. 1961: A Balaton-felvidéki és északi-bakonyi patakok vízhozamának kapcsolata a vízföldtani felépítéssel. *Hidr. Közl.* 41, 75–85.
- Kerekes J. 1936: A Tárkányi töbör morfológiája. *Földr. Közl.* 64/6–7, 80–87.
- Keveiné Bárány I. 1986: Újabb adatok a karsztdolinák képződéséhez. *NME Közl.* 1, 149–154.
- Kordos L. 1976: A speleokronológia elméleti és gyakorlati kérdései. *Karszt és Barlang I–II*, 15–20.
- Láng S. 1937: Felvidéki karsztok. *Földr. Közl.* 65, 146–150.
- Láng S. 1948: Karszttanulmányok a Dunántúli-középhegységben. *Hidrol. Közl.* 28, 49–52.
- Láng S. 1958: A Bakony geomorfológiai képe. *Földr. Közl.* 6, 325–343.
- Láng S. 1962: A Bakony geomorfológiai vázlata. *Karszt és Barlangkut. Táj.* 7, 86–91.
- Láng S. 1971: A hazai karsztok és környékük lepusztulásának egyes kérdései. *Karszt és Barlang I*, 1–4.
- Leél-Össy S. 1952: Geomorfológiai vizsgálatok a Vác kömyéki triász rögökben. *Földr. Ért.* 2, 263–280.
- Leél-Össy S. 1954: A Magas-Bükk geomorfológiája. *Földr. Ért.* 323–356.
- Leél-Össy S. 1959: Magyarország karsztvidékei. *Karszt és Barlangkutatás I*, 79–88.
- Móga J. 2002a: Felszínalaktani vizsgálatok a Galyaság területén. *Karsztfejlődés VII*, Szombathely, 173–186.
- Móga J. 2002b: A tornai Alsó-hegy. *Karszt és Barlang I–II*, 95–104.
- Pécsi M. 1980: A Pannóniai-medence morfologenetikája. *Földr. Ért.* 29/1, 105–127.
- Péntek K. – Veress M. – Szunyogh G. – Dezamits P. – Tengelits A. 2000: A karsztos mélyedések morfolometriájának függvénytani eszközökkel történő leírása. *BDF Tud. Közl.* 12/7, 73–96.
- Révész T. 1947: Adatok az Északi-Bakony karsztosodásának ismeretéhez. *Doktori értekezés, Kézirat*
- Sárváry I. 1970: A zsombolygenetika kérdéséről. *Karszt és Barlang I*, 5–14.

- Sásdi L. 1990: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység földtani fejlődéstörténete. *Karszt és Barlang* I, 3–8.
- Sásdi L. 1997: Újabb adatok a Bükk-hegység karsztjának fejlődéstörténetéhez. *Karszt és Barlang* I–II, 43–52.
- Sásdi L. 2004: A Gerecse karsztjának földtani fejlődéstörténete. *Karsztfejlődés* IX, Szombathely, 215–228.
- Sásdi L. 2005: Az Aggtelek-Rudabányai-hegység édesvízi mészkőelőfordulásai. BDF, Természetföldrajzi Tanszék, Szombathely, 137–151.
- Szabó P. Z. 1968: A magyarországi karsztosodás fejlődéstörténeti vázlata. *Dunántúli Tud. Gyűjt.* 80, 13–25.
- Tharp T.M. 1999: Mechanics of upward propagation of cover-collapse sinkholes. *Engin. Geol.* 52, 23–33.
- Tomor-Thirring J. 1934: A Bakony dudar-oszlopi „Sűrű”-hegycsoportjának földtani és öslénytani viszonyai. *A Földt. Szemle melléklete*, 27–28.
- Venkovits I. 1960: Karsztnevezéktani vita. *Karszt- és Barlangkutatás* I, 67–77.
- Veress M. 1980: A Csesznek környéki völgyoldalak barlangtorzóinak vizsgálata. *Karszt és Barlang* II, 65–70.
- Veress M. 1982: Adatok a Hárskúti-fennsík morfogenetikájához. *Karszt és Barlang* II, 71–82.
- Veress M. 1992: Adatok a Fekete-Sár-Rét karsztmorfogenetikájához. In: *A Bükk karsztjai, vizei, barlangjai*, Miskolc, 5–18.
- Veress M. 1999: Az Északi-Bakony fedett karsztja. *A Bakony Természettudományi Kutatásának Eredményei* 23, Zirc, 167.
- Veress M. 2000: Középhegységi karsztok néhány típusa. *Földr. Közl.* 24/1–4, 1–28.
- Veress M. 2002a: Maradványbarlangok. *Karszt és Barlang* I–II, 109–124.
- Veress M. 2002b: Adalékok a lépcsős mésztufa-gátak képződéséhez (Pamukkale, Törökország). *Hidr. Közl.* 82/3, 142–146.
- Veress M. 2002c: Néhány bakonyi patakmeder mésztufa kiválásainak morfogenetikai típusai. *Hidr. Közl.* 82/1, 15–22.
- Veress M. 2003: Zárójelentés a TO32381 sz. OTKA kutatási pályázatról. Szombathely, Kézirat, 51.
- Veress M. 2005: Adalékok a Tábla-völgyi-dűlő (Tési-fennsík) fedett karsztosodásához. *Karsztfejlődés*, 267–291.
- Veress M. 2006: Adatok a Tési-fennsík két térszínrészletének fedett karsztosodásához. *Karsztfejlődés*, 171–184.
- Veress M. 2008a: A mészkőfelek morfológiájának hatása a fedett karsztosodásra az Északi-Bakonyban. *Karszt és Barlang* (in print)
- Veress M. 2008b: Adalékok az Aggteleki-fennsík völgyeinek fejlődéséhez. *Karszt és Barlang* (in print)
- Veress M. – Péntek K. 1990: Kísérlet a karsztos felszínnek denudációjának kvantitatív leírására. *Karszt és Barlang* I, 19–25.
- Veress M. – Szabó L. 2000: Adalékok a dolomit térszínnek formáinak morfogenetikájához. *Földr. Ért.* 49, 13–26.
- Veress M. – Péntek K. 2004: A töbrök morfometriai elemzése. *Karsztfejlődés* IX, Szombathely, 197–206.
- Veress M. – Péntek K. – Schlaffer R. 2002: Adalékok a karsztos térszínnek felszínfejlődéséhez. *Földr. Ért.* in print
- Veress M. – Puskás J. 2007: Adalékok az Eleven-Förtési töbröcsoport (Bakony-hegység) karsztosodásához. *Karsztfejlődés*, 171–192.
- Veress M. – Zentai Z. 2008: Karsztjelenségek minősítése a Bükk-hegység néhány mintaterületén a mészkőfelek morfológiájának és a fedőüledékek szerkezetének értékelésével. *Karszt és Barlang* (in print)



- Waltham A.C. – Fookes P.G. 2003: Engineering classification of karst ground conditions. *Quart. J. of Eng. Geol. and Hidrol.* 36, 101–118.
- Waltham A.C. – Fookes P.G. 2005: Sinkholes and Subsidence. Praxis Publishing, Chichester, 382.
- Williams P.W. 2003: Dolines. in: Gunn J. (edt.): *Encyclopedia of caves and karst science*, London, 304–310.
- Zámbó L. 1970: A vörösiszapok és a felszíni karsztosodás kapcsolata az Aggteleki-karszt délnyugati részén. *Földr. Közl.* 18, 281–293.
- Zámbó L. 1986a: A talajhatás jelentősége a karszt korróziós fejlődésében. *Kandidátusi értekezés*, 160.
- Zámbó L. 1986b: Karsztvörösiszapok CO<sub>2</sub> termelése és a karsztkorrózió összefüggése. *NME Közleményei I. Bányászat* 33/1–4, 125–138.
- Zámbó L. (1986c): Paleomorfológiai rekonstrukció a karsztos oldódás intenzitásának mértéke alapján. *NME közleményei I. Bányászat* 33/1–4, 157–165.
- Zámbó L. 1987: A beszivárgó víz oldóképességének alakulása a talaj és a karsztosodó kőzet határfelületén. *Okt. Intézmények Karszt- és Barlangkut. tevékenységének II. Orsz. Tud. Konf.* 13–19.
- Zámbó L. 1998: Felszínalaktani jellemzés. in: Baross G. (szerk.): *Az Aggteleki Nemzeti Park. Mezőgazda*, Budapest, 26–36.
- Zámbó L. – Telbisz T. 2000: A mikrobiális befolyásoltasú karsztkorrózió vizsgálata magyarországi karsztok talajaiból származó kismintákon. *Karsztfejlődés V*, Szombathely, 21–39.